

بررسی سالیانه انامولی جاذبه در مناطق اقیانوسی به وسیله داده‌های ماهواره‌های آلتی‌متری

محمدامین ایلکا^{۱*}، سید روح اله عمادی^۲

^۱ فارغ التحصیل کارشناسی ارشد ژئودزی گروه مهندسی عمران-نقشه‌برداری-دانشکده فنی مهندسی- دانشگاه آزاد

اسلامی واحد تهران جنوب

aminilka@yahoo.com

^۲ استادیار گروه مهندسی عمران-نقشه‌برداری-دانشکده فنی مهندسی- دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب

sr_emadi@azad.ac.ir

(تاریخ دریافت: اسفند ۱۳۹۹، تاریخ تصویب: فروردین ۱۴۰۰)

چکیده

هدف از این تحقیق به دست آوردن انامولی ثقل، از داده‌های ماهواره‌های آلتی‌متری و بررسی و مقایسه آن‌ها به صورت سالیانه در مناطقی از اقیانوس که در آن‌ها سونامی به وقوع پیوسته، می‌باشد. برای این امر با آنالیز داده‌های ماهواره‌های ۱ و ۲-Envisat، Jason، Cryosat، از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۴ سطح متوسط دریا محاسبه گردید، سپس از تفاضل این سطح از مدل جهانی توپوگرافی دینامیکی MDT_DTU_2010 ارتفاع ژئوئید بدست آمد. برای به دست آوردن انامولی جاذبه از تکنیک حذف-بازیابی استفاده شد، به این صورت که مدل‌های ژئوپتانسیل ماهانه ماهواره‌ای Grace، اندازه ارتفاع ژئوئید و انامولی جاذبه استخراج شد و سپس باقیمانده ژئوئید را با محاسبه تفاضل ژئوئید حاصل از ماهواره‌های آلتی‌متری و ژئوئید مدل ژئوپتانسیل به دست آوردیم. در مرحله بعد با استفاده و حل معکوس انتگرال استوکس توسط تکنیک فوریه سریع باقی مانده انامولی ثقل را به دست آوردیم. نهایتاً از اعمال آن در انامولی ثقل به دست آمده از مدل ژئوپتانسیل، انامولی پتانسیل سالیانه را در منطقه مورد نظر از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۴ را به دست آوردیم. با مقایسه تغییرات سالانه انامولی جاذبه در محدوده سونامی به وقوع پیوسته، مشاهده گردید که تغییرات انامولی در محدوده مورد نظر در سال وقوع سونامی دارای جهش نسبت به سال‌های گذشته می‌باشد.

واژگان کلیدی: ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، انامولی جاذبه، سونامی، مدل ژئوپتانسیل، تبدیل سریع فوریه، تکنیک حذف-بازیابی

* نویسنده رابط

۱- مقدمه

با توجه به اینکه حدود هفتاد درصد از سطح زمین با آب پوشیده شده، فقط بخش‌های کمی از اقیانوس تحت پوشش مشاهدات ثقل دریایی قرار گرفته‌است، استفاده از مشاهدات دریایی همواره همراه با نویز بالا و عدم دقت می‌باشد و همچنین در بخش‌های بزرگی از اقیانوس، فاصله بین خطوط برداشت‌شده چند صد کیلومتر است و پوشش کلی اقیانوس با مشاهدات دریایی علاوه بر اینکه مقرون به صرفه نمی‌باشد از دقت کافی برخوردار نیست.

بنابراین، برای پوشش بهتر از سطح اقیانوس از مشاهدات ماهواره‌ای استفاده می‌کنیم.

بدست آوردن یک میدان گرانشی از طریق داده‌های ماهواره‌ای به دو روش انجام می‌شود:

- با اندازه‌گیری اغتشاشات مداری و تبدیل آن به اطلاعات ثقلی مانند ماموریت‌های فضایی GRACE، CHAMP و GOCE

اینگونه ماموریت‌های ماهواره‌ای برای آشکارسازی فرکانس‌های طول موج بلند تا متوسط میدان ثقل زمین موثر می‌باشد ولی برای تکمیل فرکانس‌های با طول موج‌های کوتاه نیازمند ثقل‌سنجی زمینی می‌باشد، بنابراین باید مشاهدات ثقل‌سنجی در کل زمین با تراکم لازم برای طول موج‌های کوتاه صورت پذیرد، این امر با توجه به تراکم کم شبکه ثقل‌سنجی در اقیانوس‌ها دچار مشکل می‌باشد.

از طرفی این روش دارای قدرت تفکیک مکانی پایینی است. به طوری که قدرت تفکیک به صورت تقریبی معادل نصف فاصله مداری از سطح بیضوی مرجع می‌باشد.

- روش غیر مستقیم با استفاده از داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی.

در این روش می‌توان از داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی پارمترهایی نظیر ارتفاع و شیب ژئوئید را بدست آورد و آن‌ها را با فرمول‌های معکوس استوکس و وینینگ-مینز به انامولی جاذبه تبدیل نمود.

با توجه به اینکه مشاهدات ماهواره‌ای در سرتاسر اقیانوس داری پراکندگی مناسب هستند و توانایی ارائه ارتفاع روی سطح دریا با دقت ۲ سانتی‌متر را دارند، در نتیجه پارامترهایی مانند ارتفاع ژئوئید و شیب آن به صورت دقیق و یکنواخت قابل محاسبه خواهند بود. بنابر این روش

می‌تواند در مقیاس‌های بزرگ جایگزین و یا مکملی مناسب برای روش دیگر می‌باشد.

اندازه‌گیری‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای در دو دهه اخیر انقلابی در مطالعات میدان ثقل بوجود آورده‌است. تا قبل از سال ۲۰۱۰ داده‌های ماموریت ژئودتیکی همچون Geosat و ERS-۱ منبع اصلی مدل‌های جاذبه دریایی بوده‌اند و در مطالعات اندرسن و نودسن ۲۰۱۰- هوانگ و همکاران ۱۹۹۸ - سندول و اسمیت ۱۹۹۷ و اسمیت و سندول ۲۰۰۹ به آن پرداخته شده‌است.

توسعه میدان جاذبه دریایی به دقت دامنه ارتفاع‌سنجی و پوشش داده بستگی دارد. با استفاده از روش‌های بهینه بازیابی مجدد (methods Retracking)، می‌توان به دقت محدوده بهبود یافته دست یافت. هوانگ و همکاران (۲۰۰۶) بر اهمیت بازیابی در مدل میدان جاذبه دریایی ساحلی در اطراف تایوان اشاره کردند. سندول و اسمیت (۲۰۰۵) الگوریتم بازیابی بهینه برای میدان گرانش را ایجاد کردند و منجر به بهبود ۱٫۵ در دقت دامنه ERS-۱ شدند. گارسیا و همکاران (۲۰۱۴) الگوریتم بازیابی مجدد را به سایر ماهواره‌ها گسترش داد و همچنین منجر به بهبود ضریب ۱٫۵ شد.

از سال ۲۰۱۰ با در مدار قرار گرفتن Cryosat-۲ و ترکیب اطلاعات آن با Jason-۱ توسط سندول و همکاران در ۲۰۱۴ شاهد بهبود مدل‌های گرانشی بودیم و از جولای ۲۰۱۶ که SARAL/Altika در مدار قرار گرفت منجر به بهبود دقت برد ارتفاع سنج رادار در باند ka نسبت به باند Ku شد که این موضوع توسط اسمیت در ۲۰۱۵ نشان داده شد.

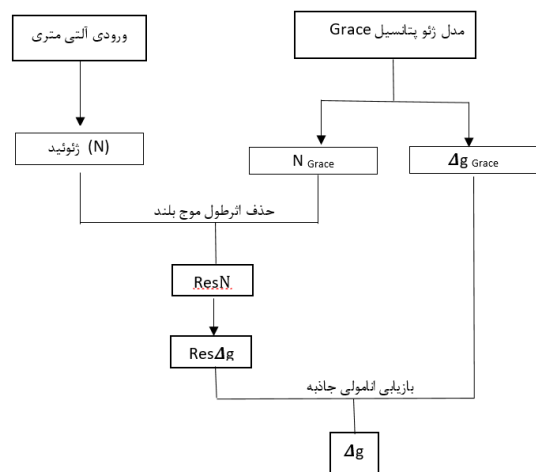
پیشرفته‌ترین مدل‌های گرانش جهانی دریایی از اندرسن و همکاران (۲۰۱۰) و سندول و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از روش Fast Fourier Transform (FFT) توسعه داده‌شد، که برای مدیریت مقدار زیادی داده سریع و کارآمد است.

با استفاده از داده‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی سطح لحظه‌ای آب دریا sea surface height بدست می‌آید، از میانگین‌گیری ارتفاع هر نقطه می‌توان به سطح متوسط دریا mean sea surface دست پیدا کرد، از تفاضل سطح متوسط دریا از توپوگرافی دینامیکی متوسط دریا، ارتفاع ژئوئید بدست می‌آید. در این تحقیق از مدل توپوگرافی دینامیکی متوسط دانشگاه دانمارک ۲۰۱۰-MDT-DTU استفاده گردید.

از سوی دیگر از مدل‌های ماهانه ژئوپتانسیل حاصل از ماهواره گریس تا درجه و مرتبه ۱۲۰ و با استفاده از هارمونیک‌های کروی، ژئوئید و انامولی جاذبه ماهانه را بدست

$$\Delta g = \Delta g_{\text{grace}} + \Delta g_{\text{res}} \quad (2)$$

در زیر نمودار روش اجرای تحقیق به صورت خلاصه نشان داده شده است:



شکل ۱- نمودار روش اجرا

۲- روش‌ها

۲-۱- تکنیک حذف - بازیابی

استفاده از روش حذف بازیابی برای محاسبه کارآمد میدان جاذبه طول موج کوتاه با استفاده از داده‌های ارتفاع سطح دریا از اهمیت فوق العاده برخوردار است. در این روش ابتدا با حذف یک مدل ژئوئید مرجع شناخته شده از ژئوئید کلی، یک میدان ژئوئیدی باقیمانده بدست می‌آید که از نظر آماری همگن تر و نرمتر از کل میدان است. (در این تحقیق ژئوئید حاصل از مدل ژئوپتانسیل Grace به عنوان ژئوئید مرجع، و ژئوئید حاصل از داده‌های ماهواره‌های آلتی متری ژئوئید کلی می‌باشد) حذف یک قسمت مرجع این نتیجه را می‌دهد که اطلاعات میدان ثقل خارج از منطقه داده به طور ضمنی محاسبه می‌شود و توابع کوواریانس فاصله، همبستگی کمتری دارند. بنابراین، محاسبه را می‌توان در یک منطقه کوچکتر انجام داد.

$$N = N_{\text{grace}} + N_{\text{res}} \quad (1)$$

سپس N_{res} را نیز با استفاده از معکوس تابع استوکس و به کمک تکنیک سریع فوریه دو بعدی به Δg_{res} تبدیل می‌کنیم.

در نهایت برای بازیابی انامولی جاذبه Δg_{res} بدست آمده را با انامولی جاذبه بدست آمده از مدل ژئوپتانسیل Grace (انامولی جاذبه نظیر ژئوئید مرجع) جمع می‌کنیم.

۲-۲- بدست آوردن ژئوئید از داده‌های

ماهواره‌های ارتفاع سنجی

کمیت قابل مشاهده از ماهواره‌های ارتفاع سنجی برد (Range) می‌باشد که همان فاصله ماهواره تا سطح آب دریا است. با توجه به ارتفاع مدار ماهواره از بیضوی رفرنس، و دانستن فاصل ماهواره تا سطح دریا می‌توان ارتفاع لحظه‌ای سطح دریا را تعیین نمود.

$$\text{SSH}(\lambda, \phi, t) = \text{Hsat}(\lambda, \phi, t) - \text{Range}(\lambda, \phi, t) \quad (3)$$

رابطه فوق ارتفاع سطح دریا در نقطه (λ, ϕ) را در لحظه t را نشان می‌دهد.

از طرفی دیگر همانطور که در شکل ۲ نشان داده شده است. سطح دریا ارتفاع h می‌تواند، در فرم ساده‌تری توصیف شود:

$$h(\text{SSH}) = N + \zeta + e \quad (4)$$

در رابطه فوق N ژئوئید، ζ توپوگرافی دریا و e خطاهایی همچون خطای مدار ماهواره، خطای برد ماهواره، خطاهای اتمسفری، خطای جزر و مد، خطاهای مربوط به انعکاس از سطح دریا و ... می‌باشد که باید به وسیله تصحیحات مرتبط اصلاح گردند.

$$N(r, \phi, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^n} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin\phi) (C_{nm}^T \cos m\lambda + s_{nm}^T \sin m\lambda) \quad (8)$$

$$\Delta g(r, \phi, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{n-1}{r} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin\phi) (C_{nm}^T \cos m\lambda + s_{nm}^T \sin m\lambda) \quad (9)$$

که در آن

GM: ثابت جاذبه جرم از مدل ژئوپتانسیل

r: فاصله شعاعی نقطه محاسباتی

ag: نیم قطر اطول بیضوی

Cn,m و Sn,m: ضرایب هارمونیک کروی کاملاً نرمال

Pn,m: هارمونیک‌های نرمال شده تابع لژاندر

می‌باشند.

۲-۴- بدست آوردن انامولی جاذبه از ژئوئید

پس از بدست آوردن N_{REF} از داده‌های ماهواره‌های GRACE و دستیابی به باقیمانده ژئوئید، برای بدست آوردن انامولی جاذبه از باقیمانده ژئوئید از معکوس انتگرال استوکس به شرح زیر استفاده می‌شود.

$$\Delta g_p = \gamma \frac{P}{r} - \frac{\gamma}{16\pi r} \iint_{\sigma} \frac{N-N_p}{\sin^3(\frac{\psi}{2})} d\sigma \quad (10)$$

جایی که ψ فاصله کروی بین نقطه (ϕ, λ) و نقطه

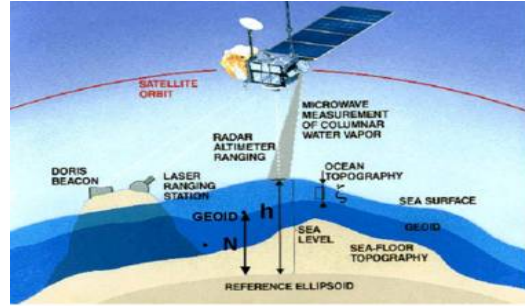
محاسبات (ϕ_p, λ_p) است.

با توجه به خواص این هسته یکپارچه، نفوذ مناطق دورتر بیشتر کاهش می‌یابد و با استفاده از تکنیک حذف/بازایی، شعاع انتگرال می‌تواند به چند درجه محدود شود.

در این تحقیق برای محاسبه ژئوئید و انامولی جاذبه از مدل ژئوپتانسیل گریس از نرم افزار graflab و برای محاسبه انامولی از ژئوئید از نرم افزار gravsoft استفاده شده‌است.

۳- مطالعه موردی اقیانوس آرام

در این بخش انامولی جاذبه در محدوده‌ای از اقیانوس آرام و هند که بین طول‌های جغرافیایی ۸۵ الی ۱۷۰ و عرض جغرافیایی ۱۵- تا ۴۵ درجه قرار گرفته‌است را در بازه زمانی سالهای ۲۰۰۳ الی ۲۰۱۴ مورد بررسی قرار می‌دهیم. در



شکل ۲- تصویر شماتیک از اصل اندازه‌گیری ارتفاع سنج ماهواره‌ای بر گرفته از سایت aviso

با توجه به روش کاری مورد نظر می‌توان ژئوئید را به صورت مجموع ژئوئید مرجع و باقیمانده ژئوئید، و توپوگرافی دریا را به صورت مجموع توپوگرافی وابسته به زمان و میانگین توپوگرافی دینامیک نوشت:

$$h = NREF + \Delta N + \zeta MDT + \zeta(t) + e \quad (5)$$

بنابراین، اگر در بازه زمانی طولانی مانند یک سال داده‌های ماهواره‌های ارتفاع سنجی را میانگین‌گیری کنیم، توپوگرافی وابسته به زمان $\zeta(t) = 0$ خواهد شد و سطح لحظه‌ای آب دریا به صورت میانگین سطح دریا می‌شود. از این رو خواهیم داشت:

$$hMSS = NREF + \Delta N + \zeta MDr + e \quad (6)$$

یا به عبارتی

$$NREF + \Delta N = MSS - MDT \quad (7)$$

در حقیقت عوامل غیر جاذبی همچون شوری آب، باد و جریان‌های اقیانوسی سبب می‌شود که سطح میانگین دریا به اندازه سطح دینامیک دریا تا ژئوئید فاصله داشته باشد.

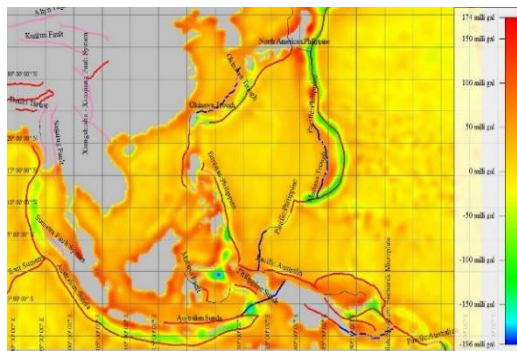
در معادله فوق تمامی کاراکترها به جز باقیمانده ژئوئید، کاراکترهای طول موج بلند می‌باشند. برای دستیابی به مقدار باقیمانده ژئوئید می‌باید اثر مولفه طول موج بلند N_{REF} را از مقدار ژئوئید کلی حذف نمود.

۲-۳- بدست آوردن ژئوئید و انامولی جاذبه از

مدل ژئوپتانسیل Grace

مولفه طول موج بلند، از ضرایب هارمونیک کروی مدل ژئوپتانسیل محاسبه می‌شود:

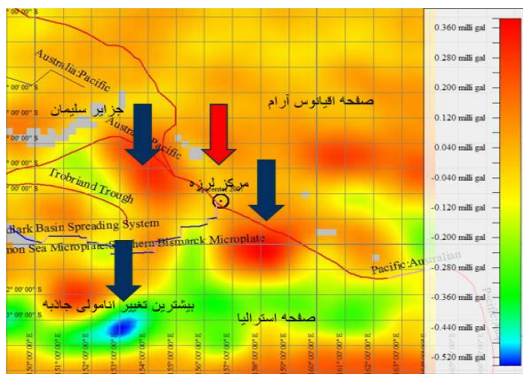
شکل ۳ انامولی جاذبه سال ۲۰۰۴ در محدوده فوق به همراه مرز بین صفحات تکتونیکی نشان داده شده است.



شکل ۳- انامولی جاذبه سال ۲۰۰۴

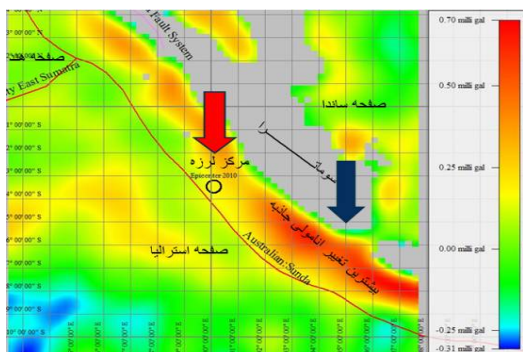
در این بازه زمانی ۶ سونامی به شرح زیر به وقوع پیوسته است:

- ۱- سونامی اندونزی در ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴
- ۲- سونامی پانگندران جاوه در جولای سال ۲۰۰۶
- ۳- سونامی جزایر سلیمان در آوریل ۲۰۰۷
- ۴- سونامی منتوای سوماترا در سال ۲۰۱۰
- ۵- سونامی توهوکوی ژاپن در مارس ۲۰۱۱
- ۶- سونامی جزایر سلیمان در فوریه ۲۰۱۳



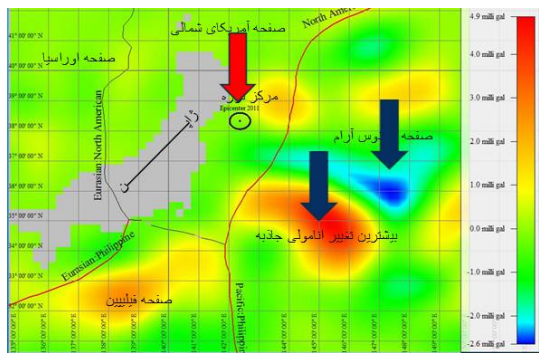
شکل ۶- اختلاف انامولی جاذبه سال ۲۰۰۷ از میانگین سال های

۲۰۰۳-۲۰۱۴



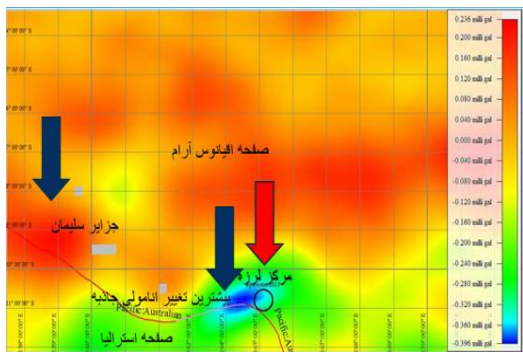
شکل ۷- اختلاف انامولی جاذبه سال ۲۰۱۰ از میانگین سال های

۲۰۰۳-۲۰۱۴



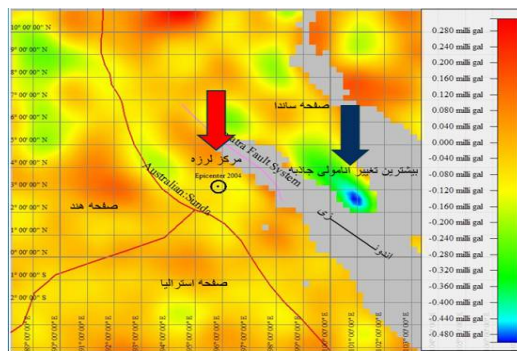
شکل ۸- اختلاف انامولی جاذبه سال ۲۰۱۱ از میانگین سال های

۲۰۰۳-۲۰۱۴



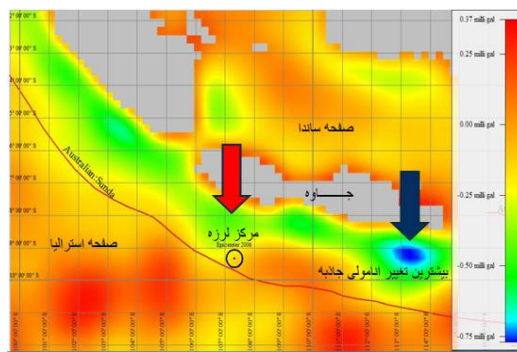
شکل ۹- اختلاف انامولی جاذبه سال ۲۰۱۳ از میانگین سال های

۲۰۰۳-۲۰۱۴



شکل ۴- اختلاف انامولی جاذبه سال ۲۰۰۴ از میانگین سال های

۲۰۰۳-۲۰۱۴



شکل ۵- اختلاف انامولی جاذبه سال ۲۰۰۶ از میانگین سال های

۲۰۰۳-۲۰۱۴

۲۰۰۳ الی ۲۰۱۴ و فاصله‌ای که نقطه مورد نظر تا مرکز لرزه دارد در جدول ۱ نشان داده شده است.

همانطور که از شکل‌های فوق بر می‌آید نقاط مرکز لرزه در نزدیکی مرز بین صفحات تکتونیکی و در فاصله ۱ الی ۶ درجه‌ای نقطه اکسترمم تغییرات انامولی جاذبه واقع شده است که این امر نشان‌دهنده تاثیر تغییرات ناگهانی ثقل و وقوع لرزه بر یکدیگر می‌باشد.

در این بررسی بیشترین میزان تغییرات انامولی جاذبه مربوط به سونامی سال ۲۰۱۱ توهوکو ژاپن می‌باشد که تفاوت آن از مقدار میانگین برابر ۴٫۹ میلی گال می‌باشد. با توجه به یافته‌های Nakamura و Tsuboi در سال ۲۰۱۳ در مورد این سونامی مبنی بر شروع تغییرات انامولی جاذبه ۳ ماه قبل از وقوع سونامی، می‌توان از این روش برای پایش مناطق حساس اقیانوسی استفاده نمود.

بدین منظور برای بررسی بهتر موضوع می‌توان بازه زمانی مورد بررسی را به بازه نیم سالانه، فصلی، ماهانه و دوره‌های کوتاهتر کاهش داد که این امر می‌تواند به مدل کردن میزان نرخ تغییرات به وجود آمده در بازه‌های زمانی مختلف منجر گردد.

از طرفی در این تحقیق از روش تبدیل سریع فوریه و معکوس انتگرال استوکس استفاده شد که میتوان علاوه بر روش فوق، به جای استفاده از تبدیل سریع فوریه از روش کالوکیشن کمترین مربعات و به جای استفاده از معکوس انتگرال استوکس از معکوس وینینگ-ماینز استفاده نمود. و با مقایسه و بررسی هر ۴ حالت به روشی بهینه برای دستیابی به بهترین دقت و عملکرد دست یافت.

در نهایت انامولی جاذبه برای محدوده مورد نظر از سال ۲۰۰۳ الی ۲۰۱۴ محاسبه گردید و اختلاف انامولی جاذبه سال وقوع زلزله از میانگین دیگر سال‌ها در محدوده نزدیک به مرکز لرزه در اقیانوس محاسبه گردید.

۴- نتایج

در این مقاله با استفاده از تکنیک حذف بازیابی سعی بر افزایش دقت محاسبات جهت تبدیل داده‌های ارتفاع سنجی ماهواره‌ای به انامولی جاذبه در اقیانوس گردید این مطلب مورد آزمایش عددی در مناطق وقوع سونامی در اقیانوس آرام و هند قرار گرفت.

جدول ۱- تغییرات انامولی جاذبه هر یک از سال‌های وقوع سونامی

سال	بیشینه تغییرات انامولی جاذبه (میلی گال)	فاصله تا مرکز لرزه (درجه)	بزرگی لرزه (MW)
۲۰۰۴	۰٫۴۸	۵	۹٫۱
۲۰۰۶	۰٫۷۵	۵٫۵	۷٫۷
۲۰۰۷	۰٫۵۲	۶	۸٫۱
۲۰۱۰	۰٫۷	۵	۷٫۸
۲۰۱۱	۴٫۹	۵	۹٫۱
۲۰۱۳	۰٫۴	۱	۸

همانطور که در شکل‌های بالا مشخص می‌باشد تغییرات انامولی جاذبه دارای جهش معنی‌داری در سال‌هایی که در آن سونامی به وقوع پیوسته نسبت به میانگین ما بقی سال‌ها می‌باشد. بیشینه تغییرات انامولی جاذبه هر یک از سال‌های وقوع سونامی نسبت به میانگین مقدار انامولی جاذبه از سال

مرجع

- [۱] Mphuthi, S., Govind, R. (2016). "A comparison of the least squares collocation and the fast Fourier transform methods for gravimetric geoid determination.", university of cape town Faculty of engineering and the built environment.
- [۲] Andersen, Ob, D. (2010). "Geoid Determination-Theory and Method-chapter 9- Marine Gravity and Geoid from Satellite Altimetry." Springer.
- [۳] Forsberg, R - Tscherning, C. C. (2008), "An overview manual for the GRAVSOFT Geodetic Gravity Field Modelling Programs", National Space Institute (DTU-Space)
- [۴] Bucha1, B – Janak, J, (2019), " Definition of functionals of the geopotential used in GrafLab software ", SLOVAK UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
- [۵] Adili Abulaitjiang, (2019), Marine gravity and bathymetry modelling from recent satellite altimetry, Technical University of Denmark
- [۶] Kingdon, R – Hwang, C – Hsiao, Y.S. – Santos, M, (2008). "Gravity Anomalies from Retracked ERS and Geosat Altimetry over the Great Lakes: Accuracy Assessment and Problems", Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 19, No. 1-2, 93-101

- [۷] Andersen, O.B. , (2012) ,” Lecture Notes in Earth System Sciences” , Chapter 9 , “Marine Gravity and Geoid from Satellite Altimetry” , Springer Nature
- [۸] Andersen, O.B, Knudsen , P ,(1996) , “Altimetric gravity field from the full ERS-1 geodetic mission” Physics and Chemistry of the Earth
- [۹] Tsuboi , S – Nakamura , T , (2013) “Sea surface gravity changes observed prior to March 11, 2011 Tohoku earthquake” , Physics of the Earth and Planetary Interiors
- [۱۰] Smith et al , 2012. Twenty years of marine gravity mapping from altimetry and its impact on improvements in altimeter range precision, international symposium Venice , Italy
- [۱۱] Siphwi M. Mphuthi, (2016), A comparison of the least squares collocation and the fast Fourier transform methods for gravimetric geoid determination , Dr Ramesh Govind , The School of Architecture, Planning and Geomatics, University of cape town
- [۱۲] Olgiatei , A – Balmino , G – Sarrailh , M – Green ,C.M,(1995) , “Gravity anomalies from satellite altimetry: comparison between computation via geoid heights and via deflections of the vertical “, Bulletin Grodrique, 69:252-260
- [۱۳] عمادی، سید روح الله - نجفی علمداری، مهدی - سبزواری، مهرداد، ۱۳۹۰، « تعیین پتانسیل ژئوئید با استفاده از داده‌های ارتفاع سنجی ماهواره‌ای و گریس»، سنجش از دور و GIS ایران، سال سوم، شماره اول، صفحه ۴۵ الی ۵۴
- [۱۴] طاهر شیخی، محمد، ۱۳۹۵، بررسی تغییرات سالیانه آب‌های زیر زمینی در ایران به کمک مشاهدات ماهواره ثقل سنجی گریس، زمزم، داود، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تفت
- [۱۵] صفری، عبدالرضا - شریفی، محمد علی - زارعی، صمد، ۱۳۹۳، « ارزیابی روش‌های محاسبه انامولی جاذبه در دریا با استفاده از مشاهدات ارتفاع سنجی ماهواره‌ای در دریای عمان»، مجله علمی ترویجی مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی، دوره پنجم، شماره ۲ ص ۲۱